

# Ereignisanalyse Extremhochwasser Lötschental, Wallis, 10. Oktober 2011.

O. Rössler<sup>1</sup>, P. Froidevaux<sup>2</sup>, U. Börst<sup>3</sup>, R. Rickli<sup>4</sup>, O. Martius<sup>2</sup>, R. Weingartner<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Oeschger Center for Climate Change Research, Gruppe für Hydrologie, GIUB, Uni Bern, Schweiz

<sup>2</sup> Oeschger Center for Climate Change Research, Mobiliar Climate Impact Group, GIUB, Universität Bern, Schweiz

<sup>3</sup> Geographisches Institut, Universität Bonn, Deutschland

<sup>4</sup> BKW FMB Energie AG, Bern, Schweiz

## Einleitung

Am Morgen des 10. Oktobers 2011 traten in der Schweiz in den Einzugsgebieten der Kander und der Lütchine im Berner Oberland sowie im Oberwalliser Lötschental die Flüsse unerwartet stark und rasch über die Ufer. Vor allem Wassermassen von kleinen Seitenbächen führten teils erhebliche Geschiebefrachten mit sich. Im Lötschental, welches sich an der Südabdachung des nördlichen Alpenhauptkammes befindet, schwollen die Wildbäche der südexponierten Hänge drastisch an und erzeugten innerhalb von wenigen Stunden grosse Schwemmfächer. Dagegen zeigten die ähnlich grossen Seitenwildbäche in den nordexponierten Hängen im Lötschental keine vergleichbare Reaktion und führten auch keine ungewöhnlichen Geschiebemengen mit sich (vergl. Geoplan Naturgefahren). Im nördlich benachbarten Gasterntal waren vor allem die Bäche am Südhang betroffen. Nach Augenzeugenberichten stiegen im Lötschental die Wasserstände der Seitenbäche gegen 10 Uhr morgens schnell an und erreichten etwa eine Stunde später ihren Höchststand, um danach während sechs Stunden wieder abzuflachen (Geoplan Naturgefahren). Der maximale Abfluss für den Lötschentaler Milibach östlich von Wiler, der die grössten Geschiebemassen mit sich brachte, wurde auf circa 32 m<sup>3</sup>/s abgeschätzt.

Schnell wurde in der Öffentlichkeit die Frage aufgeworfen, wie es zu diesem extremen Ereignis kommen konnte und warum die Modelle der zuständigen Behörde BAFU nur eine maximal zweijährliche Hochwasserspitze vorhergesagt hatten und es deshalb in den Stunden zuvor keine Hochwasserwarnung gegeben hatte. Allerdings wurde im Lötschental an der Lonza nur ein annähernd 30 jähriges Hochwasser gemessen - wesentlich höher fiel es für die Seitenbäche aus und diese waren prozessentscheidend.

## Ziel

In dieser Studie sollen zwei Hauptfragen beantwortet werden:

1. Welche meteorologischen und hydrologischen Prozesse führten zu dem Extremhochwasser im Lötschental.
2. Warum konnte das Extremhochwasser im Lötschental nicht mit der bestehenden Kette aus meteorologischen und hydrologischen Modell vorhergesagt werden.

Zur Beantwortung der Fragen wurde zunächst messdatenbasiert analysiert welche makro-, meso- und lokal meteorologischen Prozesse zum Extremereignis im Lötschental führten. In einem zweiten Schritt wurde das Extremereignis mit einem hydrologischen Modell nachgebildet, um (i) Rückschlüsse auf die beteiligten hydrologischen Prozesse ziehen zu können und (ii) zu beurteilen, warum das Ereignis nicht in der eingetroffenen Grössenordnung vorhergesagt werden konnte.

## Untersuchungsgebiet:

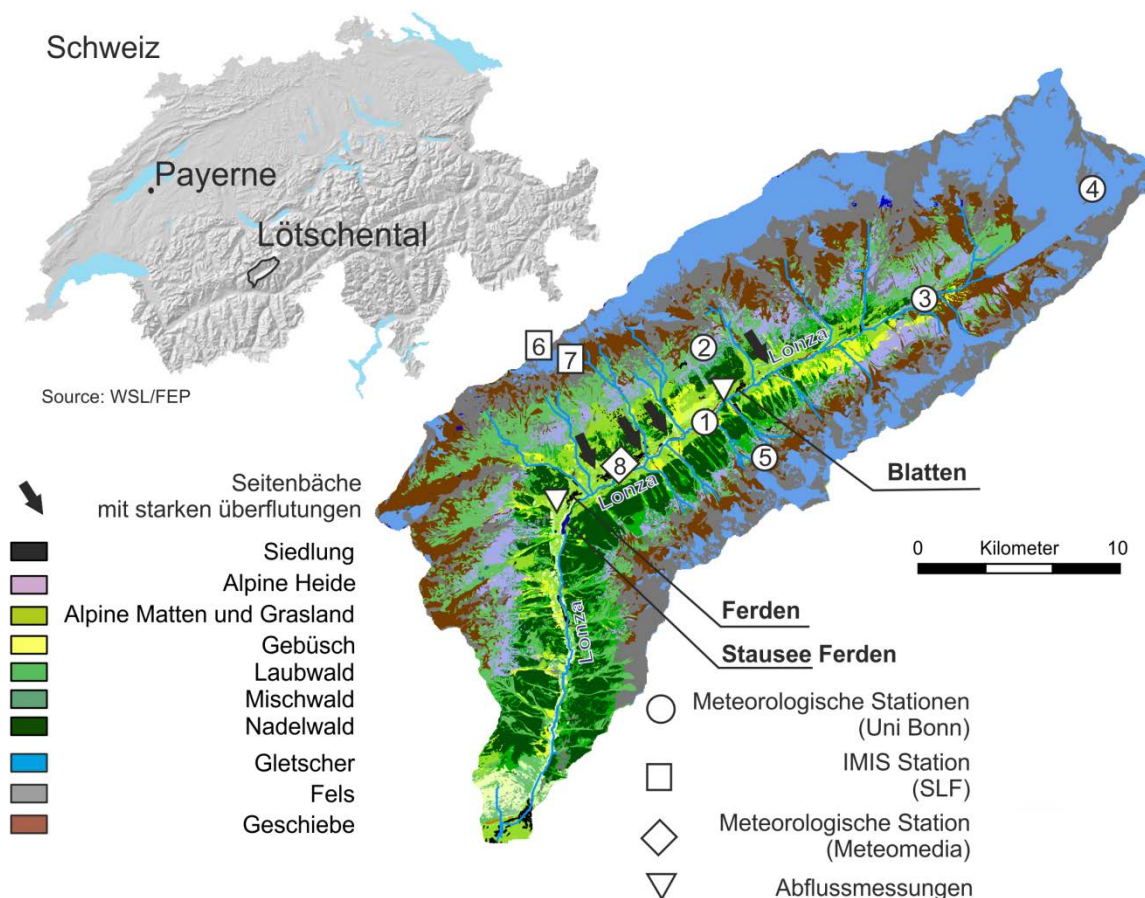


Abbildung 1: Lage des Untersuchungsgebietes Lötschental in den Schweizer Alpen, sowie der Abflussmessungen und der SLF-Schneemessstationen im Lötschental.

Das Lötschental ist ein nördliches Seitental des Rhonetals im Oberwallis mit einem Vergletscherungsanteil von rund 18 % im Gesamtgebiet. Es erstreckt sich in südwestlich-nordöstlicher Richtung entlang des nördlichen Alpenhauptkammes und liegt bei nordwestlicher Anströmung im Lee der Berner Alpen (Abbildung 1). Entwässert wird das rund 160 km<sup>2</sup> grosse Einzugsgebiet von der in die Rhone mündenden Lanza mit einem glazio-nivalem Abflussregime. Das Lötschental hat eine grosse vertikale Erstreckung von 600 m ü.M. am Talausgang bis auf rund 4000 m ü.M. Das Klima auf 1500 m ü.M. ist durch eine Jahresdurchschnittstemperatur von 4.9 °C sowie eine Jahresniederschlagssumme von 1120 mm gekennzeichnet (Börst, 2005). Etwa 40 % dieses Jahresniederschlages fällt dabei als Schnee (Schmidt et al., 2009). Der Abfluss wird im Zentrum des Tales vom schweizerischen Bundesamt für Umwelt (BAFU) an der Pegelstation Blatten gemessen (Abbildung 1). Zudem befindet sich ein Stausee im Lötschental bei Ferden (siehe Abbildung 1), dessen Zuflussdaten während des Ereignisses dankenswerterweise von der Betreibergesellschaft EnAlpin zur Verfügung gestellt wurden. Während des Unwetters traten insbesondere die Seitenbäche des Sonnenhanges (südexponierter Hang) über die Ufer (schwarze Pfeile, Abbildung 1).

Tabelle 1: Meteorologische Stationen im Lötschental mit den gemessenen Parametern, Höhe des Standorts und die betreuenden Institutionen. Die Nummern beziehen sich auf die Abbildung 1.

ID Vergl. Abb. 1	Meteorologische Messstation	Institution	Höhe m ü.M.	Temperatur	Niederschlag	Sneehöhe	Windge- schwindigkeit	Windrichtung	Luft-feuchtigkeit
1	Ried	GIUB	1470	x	x	x	x	x	x
2	Chumme	GIUB	2210	x	x	x	x	x	x
3	Grund	GIUB	1855	x	x	x	x	x	x
4	Grossi Tola	GIUB		x	x	-	x	x	x
5	Mannlich	GIUB	2250	x	x	x	x	x	x
6	Sackhorn	SLF	3200	x	-	-	x	x	x
7	Gandegg	SLF	2717	x	x	x	x	x	x
8	Wiler	Meteomedia	1415	x	x	-	x	x	x

## Methodik

### Meteorologie

Für die Ereignisanalyse Lötschental wurde zunächst eine makro – und mesoskalige Analyse der meteorologischen Situation kurz vor und während des Ereignisses durchgeführt. Dafür wurden die Analysedaten des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) hinsichtlich der Temperatur (auf 850 hPa), des Wassergehaltes (integriert über die Atmosphäre), sowie des Windes (auf 850 hPa) analysiert. ECMWF Analysedaten sind Nachberechnungen des im operationellen Dienst eingesetzten Vorhersagemodells mit einem Gitternetzabstand von 16 km x 16 km (<http://www.ecmwf.int/>). Neben diesen grossräumigen Daten wurden Aufzeichnungen der Radiosonde von Payerne (Abbildung 1) ausgewertet, um Einblick in die vertikale Verteilung von Wind, Temperatur und Feuchtigkeit zu erhalten. Die Wetterballone, die regelmässig zweimal täglich aufsteigen, sind mit Sensoren bestückt, die im Abstand von 10s aktuelle Werte von Temperatur (drei Messungen), Feuchtigkeit und Druck aufzeichnen und damit eine vertikale Auflösung von 20 m (Temperatur) – 60 m (Druck und Feuchtigkeit) erreichen können. Lokale Messwerte lieferten die Schneemessstationen IMIS Gandegg des SLF, sowie die Klimastationen des Geographischen Institutes der Uni Bonn (Abbildung 1). Die entsprechenden Standorte erstreckten sich vom Talboden über die Talflanken bis hinauf zur Krete (Abbildung 1). Die Stationen der Uni Bonn wurden in einem vorangegangenen Projekt aufgestellt (Börst, 2005). Problematisch an allen meteorologischen Stationen für diesen Kontext ist, dass die Niederschlagssensoren nicht beheizt sind und somit zumindest die Daten zu Niederschlagssumme und -dauer bei Schneefall sowie im Übergang von Schnee zu Regen nicht unkritisch zu interpretieren sind.

### Hydrologische Modellierung

Das Extremereignis konnte mit der bestehenden Kette aus meteorologischen und hydrologischen Modell nicht in seiner Grössenordnung vorhergesagt werden. Um zu untersuchen, welche Prozessbeschreibungen, Parameter und Eingangsdaten für ein solches Ereignis verbessert oder angepasst werden müssen, wurde das Extremereignis zunächst mit einem bestehenden, auf die Normalsituation kalibrierten hydrologischen Modell simuliert. Für diese Ereignisstudie verwendeten wir ein kalibriertes (2001-2002) und validiertes (2006-2007) Modell des physikalisch basierten, distributiven Modells WaSiM-ETH (Version 8.0.10, Schulla und Jasper 2012), das aus einer vorangegangenen Studie stammt (Rössler et al. 2010). Ausgehend von dieser Kalibrierung, welche eher auf die Abflussmittelwerte denn auf die Abflussspitzen ausgerichtet war, sollte das Modell schrittweise an die gemessenen Hochwasserspitzen des Ereignisses angepasst werden. Durch dieses Vorgehen konnten die wichtigsten notwendigen Modellanpassungen identifiziert werden und Hinweise auf Schwachstellen in der bestehenden Vorhersagekette geben. Dieses Vorgehen stand

unter der Prämisse, dass jede Modellanpassung durch Prozessannahmen begründet war, um im Laufe der Anpassung zu einem verbesserten Prozessverständnis des Extremereignisses zu kommen. Für die Anpassung des Modells wurde zunächst die Hochwasserspitze der Lonza bei Ferden (Messdaten: EnAlpin) und Blatten (Messdaten: BAFU) als Referenz verwendet und in einem zweiten Schritt die Hochwasserspitze im Seitenbach Milibach (Abschätzung Geoplan Naturgefahren).

In Abbildung 2 werden alle vorgenommenen Modellanpassungen für die Lonza und den Milibach zusammen mit der Art der Änderung und deren Prozessplausibilität dargestellt. Es wurde angenommen, dass vor allem die vier verschiedenen Änderungsmöglichkeiten (i) Modellmodul und – (ii) parameter, (iii) Eingangsdatensätze und (iv) zeitliche Auflösung entscheidend waren: Diese werden im Folgenden genauer beschrieben.

#### 1. Änderung des Schneeschmelzmoduls:

Im hydrologischen Modell WaSiM-ETH können vier verschiedene Schneeschmelzmodule verwendet werden von den zwei in dieser Studie zum Einsatz kamen. In der Ausgangsversion des Modells wurde ein einfaches Gradtagfaktormodell verwendet (SM1). In einem zweiten Ansatz (SM3), verwendeten wir eine Erweiterung dieses sehr einfachen Moduls, bei welchem neben der Schmelze durch die sensible Wärme auch die latente Energie durch Strahlung, Wind und Niederschlag konzeptionell berücksichtigt wird. Die Schneeschmelze wird dazu in vier verschiedene Terme aufteilt: Bei Niederschlagssummen über 2mm/Zeitschritt berechnet WaSiM-ETH die Schmelze als Funktion der sensiblen Wärme (Grad-Tag-Faktor unter Berücksichtigung der Windstärke), der latenten Wärme (Schmelzfaktor in Abhängigkeit des Sättigungsdefizits und unter Berücksichtigung der Windstärke), der Schmelze durch die Globalstrahlung (empirische Näherungsfunktion:  $1,2 \text{ [mm/K]} \cdot \text{Lufttemperatur}$ ) und der Schmelze durch die Energie, die durch den Niederschlag eingebracht wird ( $0,0125 \text{ [1/K]} \cdot \text{Niederschlag} \cdot \text{Lufttemperatur}$ ) (Schulla & Jasper, 2012). Bei Niederschlagssummen unter 2mm erfolgt eine Berechnung nach dem einfachen Gradtagfaktor-Modell. Die Wahl des Schneemoduls kann durch den Vergleich mit den beobachteten Schneeschmelzraten bzw. den gemessenen Abflüssen Aufschluss geben, welche Schmelzprozesse dominierten - die Schmelze durch sensible Energie oder durch eine Kombination aus sensibler und latenter Energie.

#### 2. Modellparameter:

In dieser Studie wurden die modellinternen Parameter „Anteil des direkt abfließenden Wassers bei Schneeschmelze“, „Laufzeiten von Oberflächen- und Zwischenabfluss“, sowie von Schmelzfaktoren im Schneemodul schrittweise angepasst. Letztere bezieht sich auf die Menge des geschmolzenen Wasser pro Energie (latente oder sensible). Dieser Parameter wurde nur im Teileinzugsgebiet Milibach mit Hilfe der gemessenen Schmelzrate angepasst. Sehr viel sensibler waren andere Parameter, welche allesamt die Reaktionszeit des Gebietes auf Niederschlagsereignisse beschreiben: Der Parameter „Anteil des direkt abfließenden Wassers bei der Schneeschmelze“ beschreibt die prozentuale Aufteilung des flüssigen Wassers in der Schneedecke in den Teil, welcher in den Boden infiltriert und in den Teil, welcher als Oberflächenabfluss in den Vorfluter geroutet wird. In dieser Studie wurde der Anteil des Direktabflusses stark erhöht (von 0,1 auf 0,9). Dies geschah unter der Annahme, dass die Schneedecke sehr schnell aufgesättigt wurde und eine weitere Infiltration des flüssigen Niederschlages unterband. Die Parameter „Laufzeiten von Oberflächen- und Zwischenabfluss“ beschreiben die Rückgangskonstanten des direkten Abflusses (QD) und des Zwischenabflusses (Qi). Diese werden üblicherweise aus dem gemessenen Hydrographen des untersuchten Einzugsgebietes abgeleitet. Da für den Milibach keine Messungen vorlagen, wurden sie per try-and-error-Verfahren an die abgeschätzte Abflussspitze angepasst. Die Verkleinerung ihres Wertes kann als sehr viel schnellere Reaktionszeit auf ein Niederschlagsereignisse aufgefasst werden und unterstützt die Wirkung des Parameters „Anteil des direkt abfließenden Wassers bei der Schneeschmelze“.

#### 3. Zeitliche Auflösung:

Die Ausgangsversion des Modells rechnet bei 50 m x 50 m räumlicher Auflösung mit einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde. Während dies für das Gesamtgebiet der Lonza sinnvoll erscheint, wurde die zeitliche Auflösung für die Modellierung des Milibachs in einem Anpassungsschritt auf 10 min heraufgesetzt um der Geschwindigkeit der ablaufenden Prozesse realitätsnaher abzubilden.

#### 4. Niederschlagsdatensätze:

Jedes Modell ist bekanntlich nur so gut, wie die Eingabedaten es zulassen. Daher wurden verschiedene Niederschlagsdatensätze mit unterschiedlichem Informationen verwendet, um den bestmöglichen Datensatz zu bestimmen. Zur Beantwortung der Frage, ob das Ereignis vorhersagbar gewesen wäre, wurde das hydrologische Modell zusätzlich mit COSMO2 Daten mit jeweils 3 Stunden Prognosen abgetrieben. Das nicht angepasste, hydrologische Ausgangsmodell verwendet die offiziellen meteorologischen Stationen (ANETZ) und die SLF Station Gandegg und interpoliert die Niederschlagsdaten mittels eines Verfahrens, das die räumliche Nähe zu den Stationen (Inverse Distance Weighting, IDW) mit einer höhenabhängigen Regression kombiniert (REG). Daneben wurden die externen räumlichen Datensätze RHiresD der MeteoSchweiz, sowie eine mit Radarwerten korrigierte Version des RHiresD Datensatz (RHiresD-CPC, Sideridis et al. submitted) verwendet. RHiresD ist eine auf Basis der ANETZ Daten erstellte räumliche Analyse des Niederschlags der Schweiz, der neben den aktuellen Werten auch ein klimatologisches Referenzfeld mit einbezieht um systematische Fehler auszugleichen (Frei et al. 2006). Für diese Studie wurde der RHiresD-Datensatz anhand der Stundenwerte der Station Adelboden auf stündliche Werte disaggregiert.

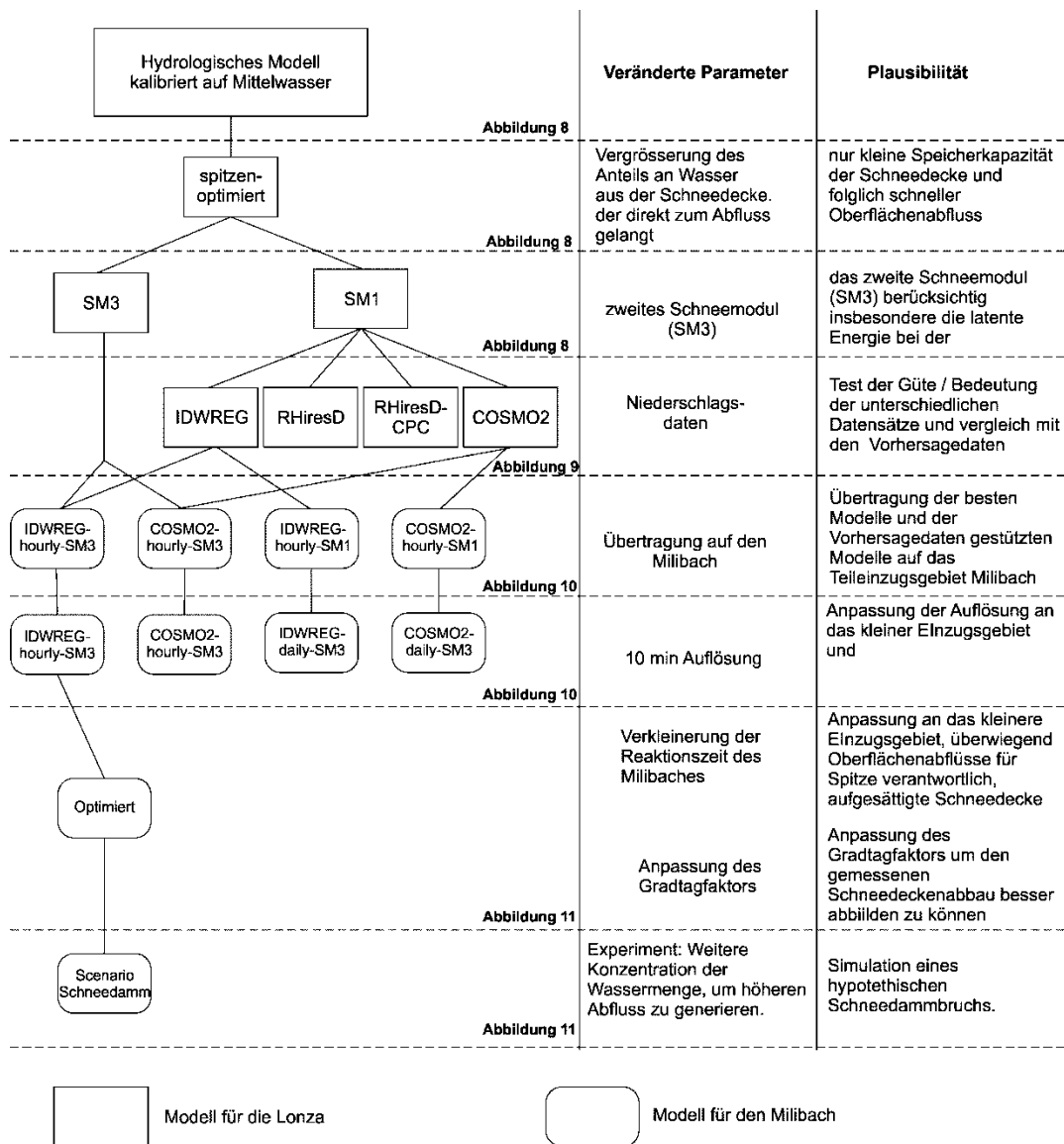


Abbildung 2: Fließdiagramm der schrittweisen Anpassung des Basismodells (oben) zunächst an das Hochwasser der Lonza (eckige Kästen) und danach an das Hochwasser an dem Milibach (runde Kästen). Die verwendeten Abkürzungen entsprechen den Abkürzungen der Beschriftungen in den Abbildungen 4-7. Zu jedem Schritt wurden die veränderten Parameter, Daten und zeitliche Auflösungen genannt (Spalte Mitte) und deren Plausibilität angegeben (Spalte rechts).

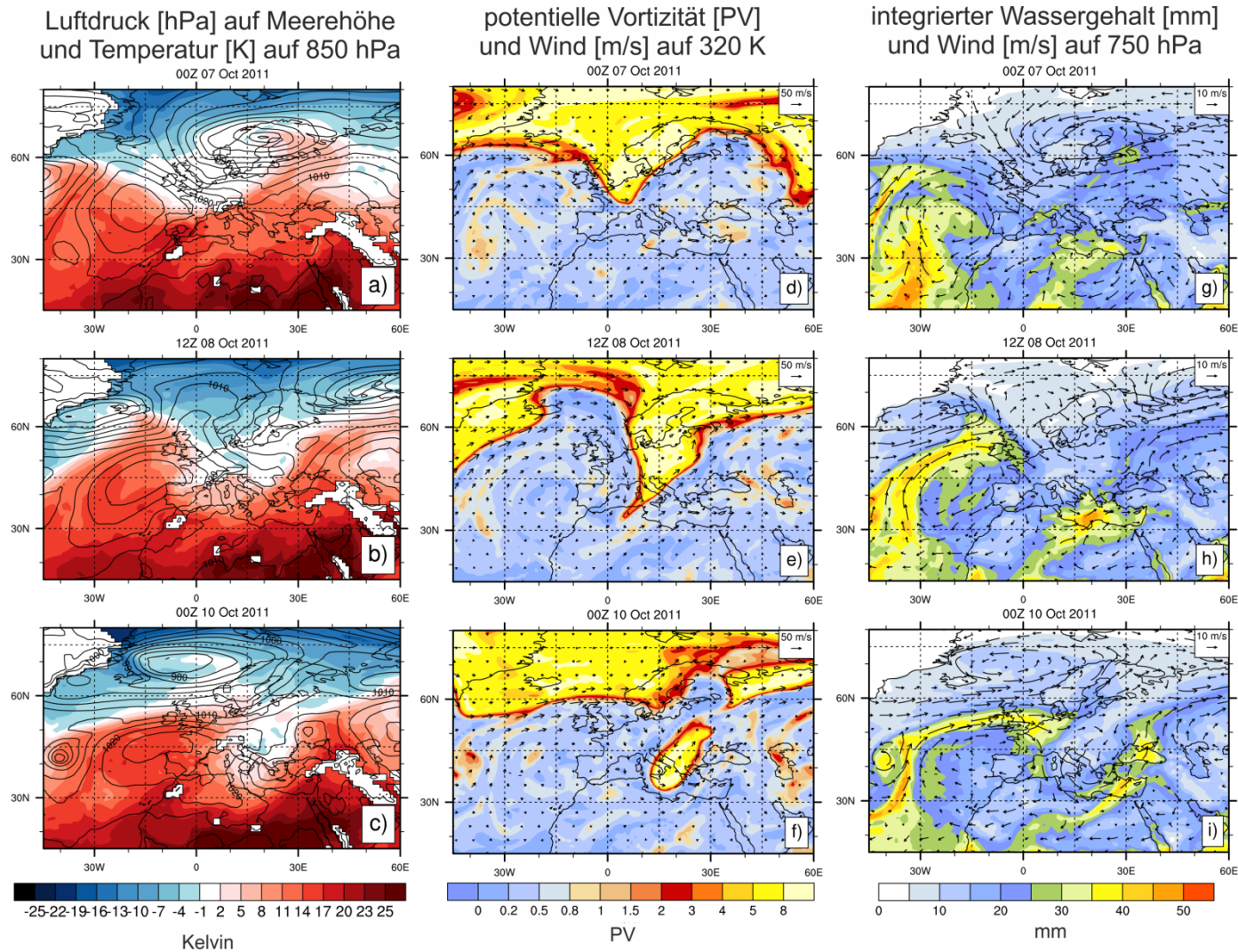
## Ergebnisse

### **Makro- und mesoskalige meteorologische Situation des Ereignisses am 10.10.2011**

Abbildung 3 fasst die Ergebnisse der ECMWF-Analyse zusammen. Um die meteorologische Situation zum Zeitpunkt des Hochwasserscheitels zu erklären, wurde die makroskalige Situation über drei Tage vor dem Ereignis analysiert. Der starke NW-SO-Temperaturgradient (Abbildung 3 a)- ausgedrückt durch die enge Scharung der Isothermen - zeigt das Auftreffen einer deutlichen Kaltfront in der Alpenregion am Freitag den 07.10.2011, die verbunden war mit einem skandinavischen Tiefdrucksystem. Im Rücken dieser Front, prallten starke Strömungen aus Nordwest gegen die alpine Barriere (3 b, e) und transportierten trotz des relativ geringen absoluten Wassergehaltes der Atmosphäre große Mengen atmosphärischen Wassers heran, wodurch es zu ergiebigen Schneefällen am Samstag den 8.10.2011 kam. Die Temperatur auf 850 hPa lag nahe der Nullgradgrenze was einer Schneefallgrenze von etwa 1500 m ü.M. entsprach. Am Sonntag den 9.10.2011 verliert die Polarluft an Intensität und folglich sank die Schneefallrate. Gegen Mitternacht traf eine ausgeprägte Warmfront – verbunden mit einem Tiefdruckgebiet über Island – aus nordwestlicher Richtung (3 c) auf die Schweiz. Diese Warmfront war aus zweierlei Hinsicht für das Hochwasser am 10.10.2011 entscheidend: Erstens kam es durch das Auftreffen der Warmfront zu einem sprunghaften Anstieg der Temperatur (fast 10 K in 12 Stunden) und zweitens wurde mit der Warmfront warme und bemerkenswert feuchte Luft herangeführt. Diese Strömung bildet den Kopf eines schmalen Bandes von warmer, feuchter Luft, die von einem Iberischen Hoch von den atlantischen Subtropen bogenförmig nach Westeuropa geführt wird (3 i). Solche Phänomene werden als „atmosphärische Flüsse“ bezeichnet und stellen eine wichtige Quelle atmosphärischer Feuchtigkeit in Westeuropa dar – insbesondere im Winter. Oft regnen sich solche atlantischen Strömungen beim Landfall schnell ab, doch in diesem Fall wurde die Feuchtigkeit bis an die Alpen geführt.

Abbildung 4 zeigt das vertikale Profil der Atmosphäre, wie es in Payerne am 9.10.2011 0:00 und am 10.10.2011 0:00 gemessen wurde. Die Temperatur stieg in diesem Zeitraum deutlich an und bewirkte eine Verschiebung der Schneefallgrenze von 1500 m ü.M. auf 3000 m ü.M. Zudem stieg auch die Taupunkttemperatur auf positive Werte bis in eine Höhe von 3000 m ü.M. Dies hatte zur Folge, dass die umgebende Luft eine höhere Feuchtigkeit aufwies als die Luft in der Schneedecke - unter der Annahme, dass diese Luft während der Schneeschmelze etwa Null Grad warm war. Feuchte Luft diffundierte nun in die Schneedecke und führte zu Übersättigung und Kondensation. Dieser Vorgang beschleunigt die Schneeschmelze durch latente Energie drastisch, da durch die Kondensation von einem Gramm Feuchtigkeit die Energie für die Schmelze von sieben Gramm Schnee freigesetzt wird.





**Abbildung 3: ECMWF – Analysedaten vom 07.10.2011 0:00 UTC Uhr (obere Reihe), 8.10.2011 12:00 UTC (mittlere Reihe) und vom 10.10.2011 0:00 UTC (untere Reihe). Die linke Spalte zeigt die Temperatur auf 850 hPa ([K], a-c) zusammen mit dem auf Meereshöhe reduzierten Luftdruck (QFF [hPa]) durchgezogene Linien). Die mittlere Spalte zeigt die potentielle Vortizität [in PV-Einheiten] und den Wind (Pfeile [m/s ]) auf der 320 Kelvin-isentropen Fläche (d-f). Die rechte Spalte stellt den vertikal integrierten Wassergehalt (Qint [mm], Wasserdampf + Wolkenwasser (fest und flüssig)) mit dem Wind auf 750 hPa (Pfeile) dar (g-i).**

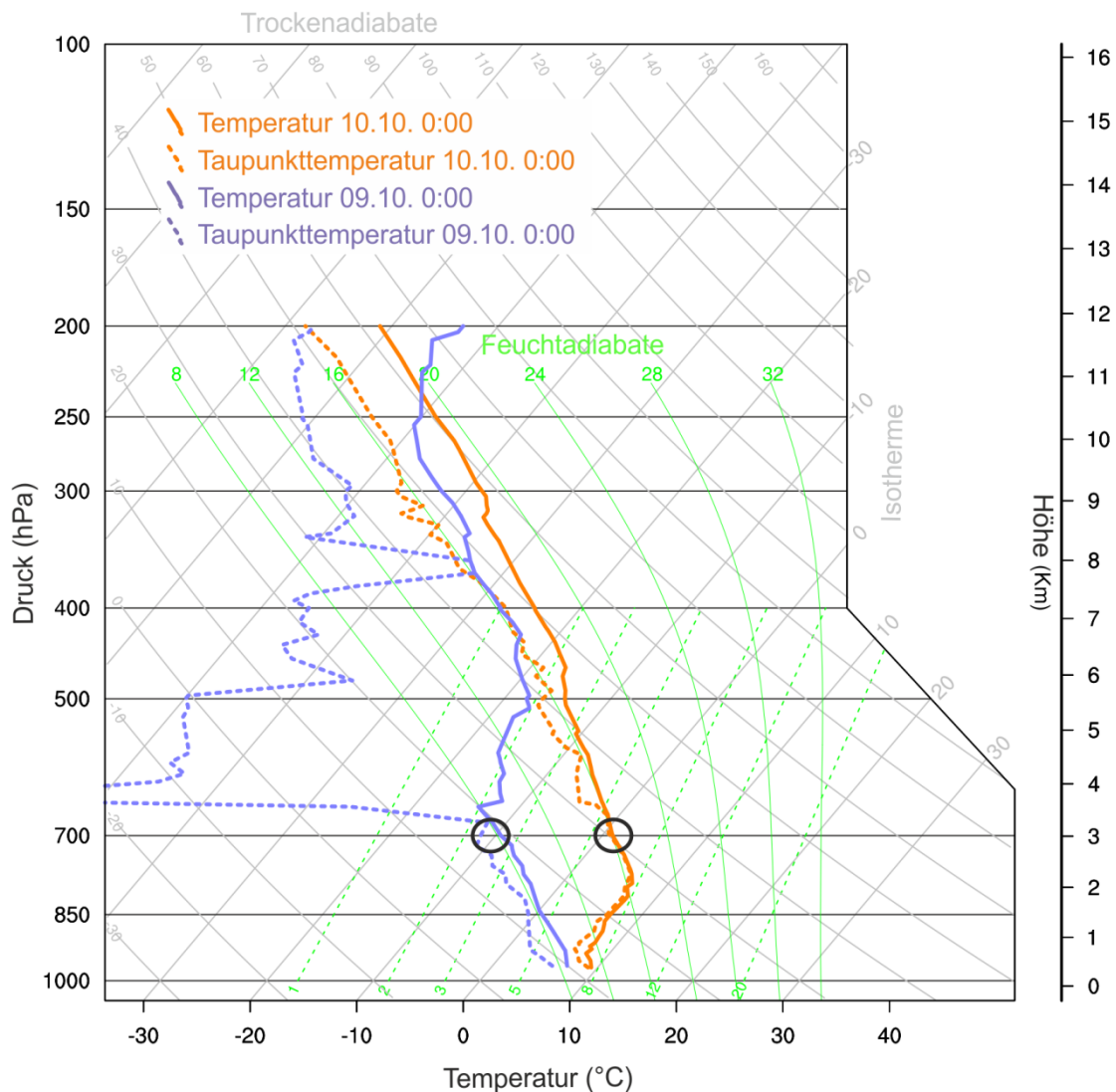


Abbildung 4: "Skew-t-log-P"-Diagramm vom 9.10.2011 0:00 UTC (blau) und vom 10.10.2011 0:00 UTC (orange) der Station Payerne zeigt den sprunghaften Anstieg der Temperatur (durchgezogene Linie) und der Taupunkttemperatur (gestrichelte Linie) in der Nacht vom 9.10 auf den 10.10.2011. Der Kamm des Lötschentals liegt bei 3000 m ü.M. (schwarze Kreise).

Zusammenfassend können wir festhalten, dass die makroskalige meteorologische Situation wie folgt zum Extremhochwasser im Lötschental beitrug: Die Nordströmung am Samstag, den 8.10.2011, war über den Alpen bemerkenswert stark aufgrund eines ausgeprägten Druckgradienten zwischen einem Iberischen Hoch- und einem skandinavischen Tiefdruckgebiet. Zudem war die herangeführte polare Luft besonders kalt und was zu einem für die Jahreszeit besonders tiefen Absinken der Schneegrenze führte. Diese relativ ungewöhnliche Situation wäre harmlos gewesen, wenn nicht durch den sehr raschen Wechsel der Luftmassen am Sonntag warme und feuchte Luft angeströmt wäre und für eine starke Schneeschmelze mit gleichzeitig intensiven Niederschlägen gesorgt hätte. Diese Regen-auf-Schnee-Ereignisse sind häufiger in Mittelgebirgen wie dem Jura, da dort ein Anstieg der Schneefallgrenze von beispielweise 500 m einen viel grösseren Teil des Einzugsgebietes betrifft. Im Hochgebirge hingegen wird für einen ähnlichen Effekt ein grösserer und damit seltenerer Temperatursprung benötigt.



## Lokale Meteorologie

### Temperatur

Die im Lötschental und auf dessen südexponierten Flanke gelegenen meteorologischen Messstationen ermöglichen eine detaillierte Beschreibung der lokalen Effekte der meteorologischen Situation. Der Vergleich der Temperaturgänge (Abbildung 5) an den unterschiedlichen Stationen zeigt bis zum 09.10.2011 eine labile Schichtung. In den späten Nachtstunden des 09.10.2011 bis zum Mittag den 10.10.2011 (Zeitraum der höchsten Flüssniederschläge) registrierten die Höhenstationen einen markanteren Temperaturanstieg, als die Tallagen, wodurch eine weitgehend stabile Luftschichtung erreicht wurde. Dieser Effekt benötigt einen massiven Input von Kondensationswärme in höheren Lagen.

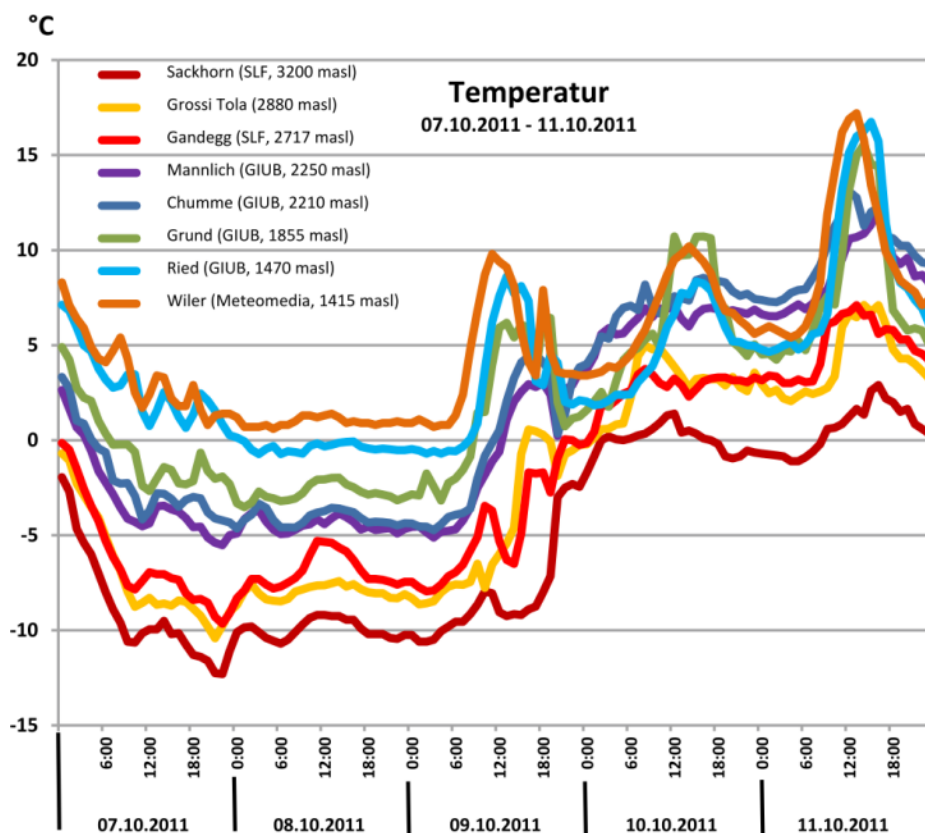


Abbildung 5: Die Temperatur an den Messstationen im Lötschental.

### Flüssniederschlag und Schneehöhe

Die Messung des flüssigen Niederschlags (Abbildung 6a) und der Schneehöhe (Abbildung 6b) zeigt starke räumliche Unterschiede. Bei allen Stationen setzte der intensive Regen gleichzeitig am frühen Morgen des 10.10.2011 ein und endet gegen Mittag (Abbildung 6a). Neben einem grundsätzlichen Höhengradienten zeichnete sich vor allem eine deutliche Konzentration der Niederschläge auf den süd-ostexponierten Hang unterhalb des Hockenhornes ab. An der Station „Chumme“ wurden mit ca. 108 mm mehr als zweimal so hohe Flüssniederschläge registriert, wie an der Station „Mannlich“ mit 42mm am gegenüber liegenden Hang auf gleicher Höhe. Auch im Tal lagen die höchsten Niederschläge in der Nähe des Hockenhornes (Wiler) während nach Osten hin die Niederschlagssummen deutlich abnahmen (Ried) und dann höhenbedingt - aber in geringerem Masse als am süd-ostexponierten Hang - wieder anstiegen (Vergleich Wiler, Ried, Grund, Grossi Tola).

Bei den Schneehöhen zeichnet sich ein ähnliches Bild ab, wie beim Flüssigniederschlag. Grundsätzlich schneite es in höheren Lagen früher, länger und mehr als in den tieferen Lagen, an denen temperaturbedingt ein mehr oder weniger grosser Anteil als Flüssigniederschlag fiel. Vom Vormittag des 8.10.2011 schneite es fast kontinuierlich bis zum Nachmittag am 9.10.2011, als der Schneefall auch in höheren Lagen in Regen überging. Obwohl sich auch der Schneefall (wie der Flüssigniederschlag) um den Bereich „Hockenhorn“ konzentrierte, waren insbesondere die Expositionsunterschiede zum Schatthang nicht so ausgeprägt, wie beim Flüssigniederschlag. An der Station „Chumme“ (Süd-Ostexposition) fielen vergleichbare Schneesummen, wie an der Station „Männlich“ (Nord-Westexposition). Auffällig ist der abrupte Rückgang der Schneemächtigkeit an den Stationen „Chumme“ und „Gandegg“ in kürzester Zeit ab Morgen/Mittag des 10.10.2011. Dieser ist insbesondere in dem massiven Eintrag von Energie durch den gleichzeitig stattfindenden Flüssigniederschlag begründet und weniger an dem Einfluss des parallelen moderaten Temperaturanstieges. Entsprechend geringer und langsamer reduzierte sich die Schneedecke an der Station „Grund“, wo deutlich weniger Flüssigniederschlag fiel.

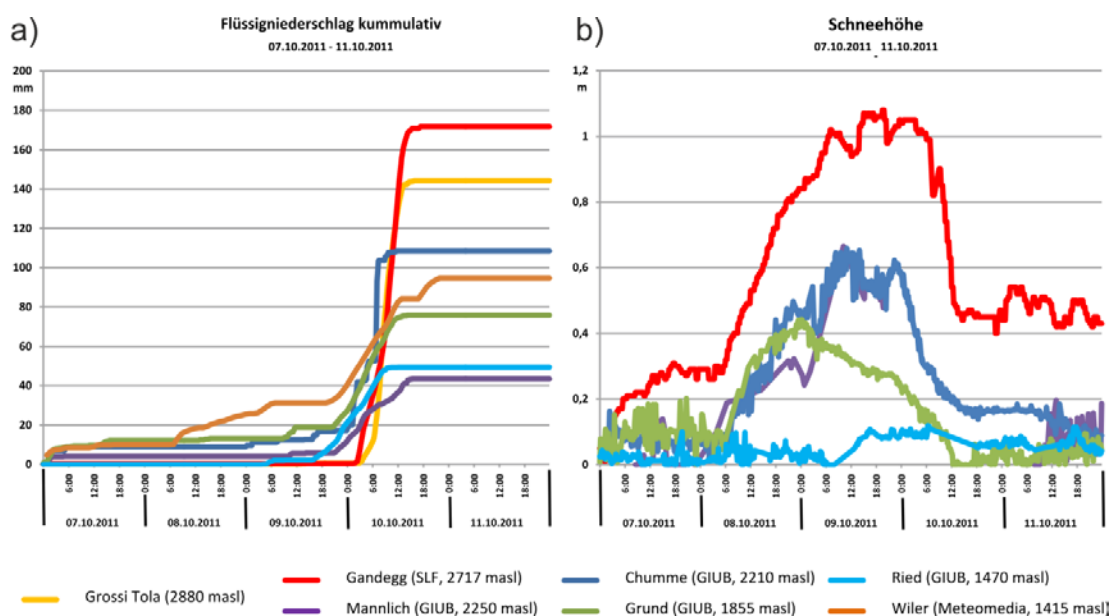


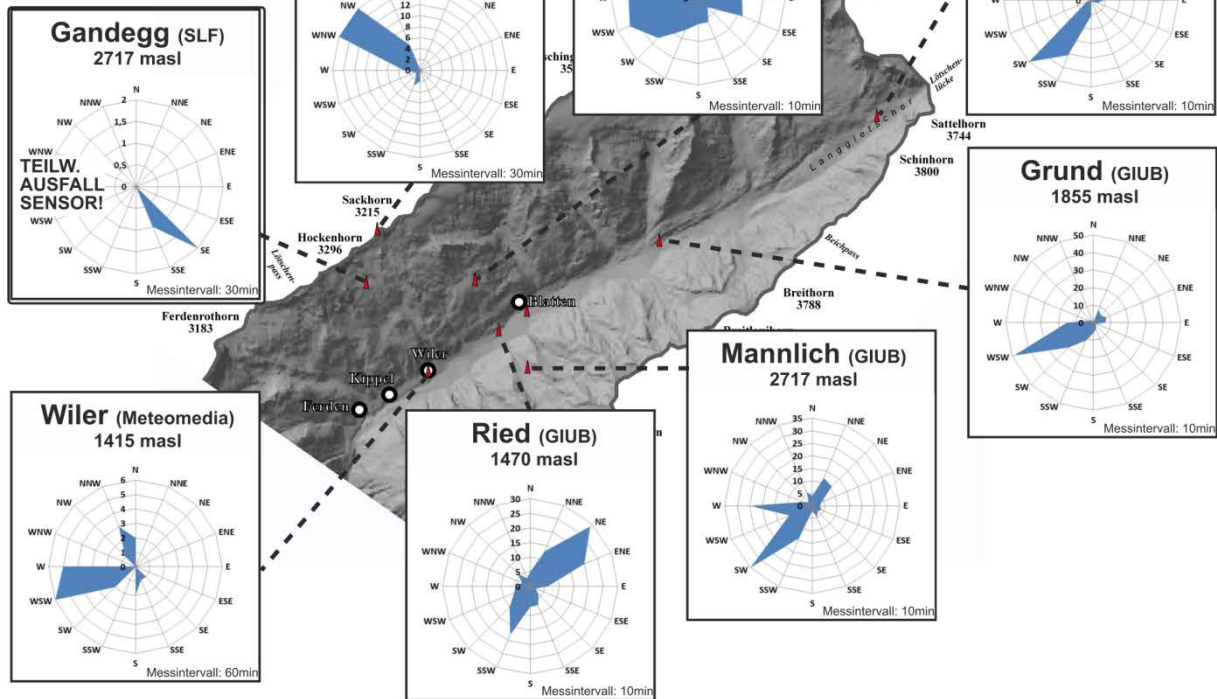
Abbildung 6: Entwicklung des flüssigen und festen Niederschlags vom 7.10.2011 bis zum 11.10.2011 im Lötschental.

### Wind

Während die Winddaten der Gipfelstation „Sackhorn“ stark mit der grossräumigen Hauptanströmung des Untersuchungsraumes korrespondiert, spiegelt das ausgewertete Windfeld für den Ereigniszeitraum an den tiefer gelegenen Stationen den starken lokalen Einfluss von Topographie und Relief wider. So wurde am 7.10.2011 an der Station „Sackhorn“ dominant Winde aus nordwestlicher Richtung (Und damit quer zum Talverlauf) gemessen, während alle anderen Hauptwindrichtungen von der Süd-West nach Nord-Ost ausgerichteten Talstruktur dominiert werden.

Bemerkenswert ist, dass zum Zeitpunkt des Hochwassers am 10.10.2011 die dominante Windrichtung an der Station „Gandegg“ Südosten und damit hangaufwärts gerichtet ist, während gleichzeitig die etwas höher gelegene Gipfelstation „Sackhorn“ nordwestliche Winde verzeichnet. Diese „inverse“ Windrichtungsverteilung, die auf einen Lee-Rotor hindeutet, ist während des Betrachtungszeitraums vom 07. – 11.10.2011 und südwestlich des Hockenhornes zu beobachten. Damit wäre für diesen Zeitpunkt ein Aufstieg feuchter Luftmassen mit Herkunft aus den nordwestlich gelegenen Tallagen verbunden mit massiver Kondensation (vergl. Kondensationsniveau Station „Wiler“) und Niederschlagsbildung entlang der südwestlich exponierten Talflanke unterhalb des Hockenhornes realistisch.

## Windrichtungshäufigkeit Lötschental 07.10.2011



## Windrichtungshäufigkeit Lötschental 10.10.2011

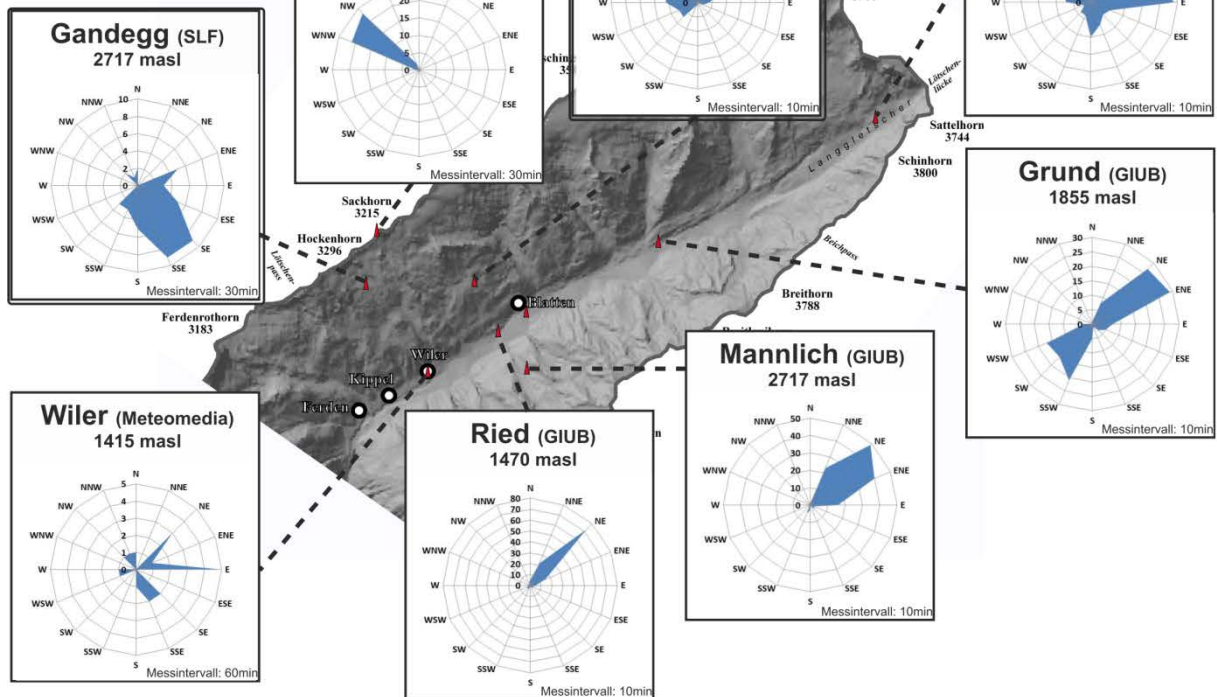


Abbildung 7: Windrichtungshäufigkeit an den Messstationen im Lötschental während des Ereignisses am 10.10 (unten) im Vergleich zum 07.10.2011 (oben).

Aus den Messdaten lässt sich schliessen, dass die thermische Schichtung und die horizontale Windgeschwindigkeit (Abbildung 7) nach Überschreiten der Luftmassen über den nördlichen Kamm zu einem Lee-Rotor am südexponierten Hang führten. Als Folge dieses Rotors überstrich feuchte Luft mit einem Taupunkt von null Grad und mehr die Schneedecke (Abbildung 5b). Jedes Gramm Wasserdampf, das kondensierte, mobilisierte sieben Gramm Wasser von festen zum flüssigen Zustand. Zusätzlich führt möglicherweise dieser Lee-Rotor zu einer zweiten Wolkenschicht und damit zu einem sogenannten Seeder-Feeder-Effekt. Dabei fällt der Niederschlag aus der ersten, oberen Wolkenschicht, durch die zweite Wolkenschicht (hier durch Lee-Rotor) und statt zu verdampfen, kollidiert der Regentropfen mit anderen Tropfen, wächst und führt zu intensiverem Niederschlag. Die Kombination aus dem Lee-Rotor und dem Seeder-Feeder-Effekt kann die sehr lokalen hohen Niederschläge wie sie an der Station Gandegg gemessen worden sind erklären (Abbildung 6a).

Neben dem makroskaligen Einfluss durch den schnellen Wechsel von Kalt- und Warmfront mit jeweils ergiebigen Niederschlägen wird lokal diese meteorologische Situation dadurch weiter verschärft, dass der ergiebige Niederschlag, nur rudimentär durch die frische, relativ geringmächtige Schneedecke zurück gehalten werden konnte. Die gleichzeitige, sehr rasche Aufzehrung des Schnees von 110 cm bis 60 cm (Station Gandegg, Abbildung 6b) in wenigen Stunden reduzierte die Speicherkapazität noch weiter und führte zu einem konzentrierten Abfluss grosser Wassermengen die nicht infiltrieren konnten; dies verursachte extremen Oberflächenabfluss und drastisches Anschwellen der Wildbäche.

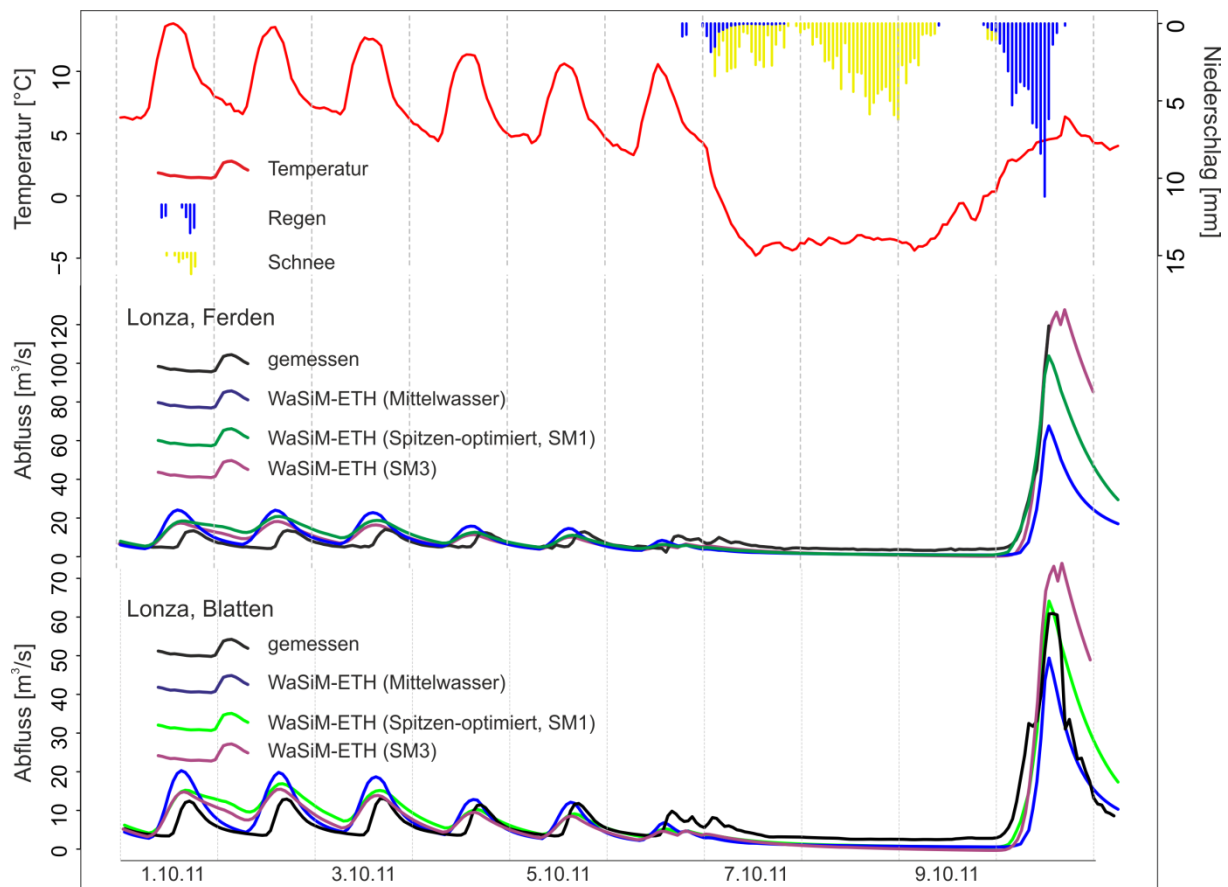
### Hydrologische Modellierung und schrittweise Anpassung des Basismodells

Abbildung 5 zeigt zusammenfassend die Ergebnisse der hydrologischen Modellierung der Hochwasserspitze an der Lonza. Dargestellt ist die Witterung wie sie vom hydrologischen Modell wiedergegeben wird, sowie die simulierten Abflüsse an der Station Lonza-Blatten und Lonza-Ferden vor (01.10.2011) und während des Hochwassers vom 10.10.2011. Nach einigen Tagen unter stabilem Hochdruckeinfluss, bei dem nur die typischen, gletscherschmelzbedingten Tagesschwankungen des Abflusses zu erkennen sind (sowohl in den Beobachtungen als auch in den Simulationen), beginnt mit dem Eintreffen der Kaltfront am 06.10.11 der Schneedeckenaufbau. Mit dem Temperaturanstieg und der gleichzeitiger Schneeschmelze in der Nacht vom 9.10. auf den 10.10.2011 steigt der registrierte Abfluss sprunghaft bis auf  $65 \text{ m}^3/\text{s}$  bei der Station Blatten an. In einer ersten Simulation, bei der wir das kalibrierte Modell nicht veränderten (Basismodell), wurde der Abfluss in der Talmitte bei Blatten stark unterschätzt (Abbildung 5, blaue Linie). Die Anpassung eines ersten Parameters - „Anteil der Schneeschmelze, der direkt zum Abfluss führt“ - führte zu einer guten Modellverbesserung: Bei der Station Lonza-Blatten wurde der Höchststand des Abflusses erreicht, während bei der Station Lonza-Ferden noch eine Unterschätzung der Hochwasserspitze zu verzeichnen war. Diese Parameteranpassung bewirkt einen Direktabfluss 90% des Schneeschmelz und Regenwassers in der Schneedecke zwischengespeichert war. Für dieses Regen-auf-Schnee-Ereignis, bei dem die Schneedecke nur unzureichend das Regen- und Schneeschmelzwasser speichern kann, scheint diese Parameteranpassung sinnvoll. Bei einer winterlichen, ausgeprägten Schneedecke die wesentlich mehr Wasser speichern kann, ist diese Anpassung nicht sinnvoll.

In einem zweiten Modellanpassungsschritt wurde das Schneemodul, welches die Schneeschmelzprozesse beschreibt verändert. Neben dem einfachen Gradtagfaktormodell (SM1) des Basismodells wurde ein Modellauf unter Verwendung eines Schneemoduls gerechnet, welches neben der sensiblen auch die latente Energie aus Niederschlag, Strahlung und Wind berücksichtigt. Durch diese Modellanpassung ergab sich eine weitere Steigerung der Hochwasserspitze und führte zur Überschätzung des Ereignisses am Pegel Lonza-Blatten und zur Abbildung der Spitze am Pegel Lonza-Ferden. Dieses Ergebnis legte nahe dass die zusätzliche latente Energie eine wichtige Rolle bei



dem Extremereignis spielte, insbesondere in dem Teil des Einzugsgebietes, in dem auch die grössten Überschwemmungen auftraten.



**Abbildung 8: Simulation des Abflusses mit WaSiM-ETH unter Verwendung von drei Modellvarianten (standard (blau), ein angepasstes Grad-Tag-Faktor Modell (grün), sowie ein angepasstes Energie-Bilanz-Modell (lila)) für den offiziellen BAFU-Pegel (schwarz, unten) und den Zufluss zum Stausee (schwarz, Mitte).**

Da die meteorologischen Eingangsdaten und insbesondere die Niederschlagsdaten bei hydrologischen Modellen einen sehr grossen Einfluss auf die Ergebnisse haben, wurde in einem nächsten Schritt überprüft, ob die verwendeten Eingangsdaten basierend aus den ANETZ Stationen und der Station Gandegg im Lötschental (IDWREG), den bestmögliche Datensatz darstellt. Zudem wurde das Modell mit den COSMO2 Vorhersagedaten angetrieben, um die Vorhersagbarkeit des Ereignisses mit dem angepassten Modell zu überprüfen. Neben der modellinternen Interpolationsmethode IDWREG wurden die externen Datensätze RHiresD, RHires-CPC und COSMO2 verwendet.

Es zeigte sich, dass die Reproduktion des Hochwassers unter Anwendung der externen Datensätze weder mit den Parametern der Basismodellversion noch mit den Parametern der angepassten Modellversion genügend war. Abbildung 9 fasst die Niederschlagssummen während der Tage mit Schneefall und Regen zusammen und zeigt die entsprechende Wirkung auf den Abfluss. Die mit stündlichen Stationsdaten disaggregierten RHiresD Datensätze unterschätzten weitgehend die Niederschlagsmengen und vor allem die Intensität am Morgen des 10. Oktobers. Folglich wurde auch die Hochwasserwelle für beide Modelle zu gering simuliert (max.  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  simuliert vs  $64 \text{ m}^3/\text{s}$  beobachtet). Die Kombination der RHiresD Datensätze mit zusätzlichen Radarinformationen (RHires-CPC, Sideridis et al. submitted) führten zu einem viel stärker differenzierten Datensatz. Die Niederschlagsintensitäten des RHires-CPC Datensatzes in den letzten 24 Stunden vor dem Ereignis waren im Nordosten des Lötschentales extrem hoch. Im Gegensatz dazu fielen die Schneemengen niedriger aus als bei dem RHiresD-Datensatz. Entsprechend ergab sich ein Verlust an Schneeschmelzwasser am 10. Oktober, der zum Teil durch die hohen Regenintensitäten im



Nordosten des Lötschentals aufgefangen wurde. Dennoch konnte das Hochwasser mit dem RHires-CPC Datensatz nicht simuliert werden. Die COSMO2-datengestützten Modelle waren dagegen in der Lage einen etwas höheren Hochwasserscheitel insbesondere am Pegel Lonza-Ferden zu erzeugen. Auffällig ist, dass die Niederschläge nicht so stark von der geographischen Höhe abhängig waren, wie der Niederschlag unter Verwendung von IDWREG, RHIRESD und RHIREC-CPC-Daten. COSMO2 simuliert grössere Schneemengen als alle anderen Niederschlagsdatensätze bei ähnlichen Regenmengen wie der IDWREG Datensatz. Interessant ist, dass eine kleine Niederschlagszelle auf der Nordseite des Lötschentals von COSMO2 prognostiziert wurde, wie es auch bei einem Lee-Rotor der Fall wäre. Obwohl auch die mit COSMO2 Daten angetriebenen Modelle den Hochwasserscheitel unterschätzten ( $30\text{ m}^3/\text{s}$  vs  $64\text{ m}^3/\text{s}$ ), waren die Maximalwerte immerhin näher an den gemessenen Daten als alle anderen externen Niederschlagsdaten. Die beste Reproduktion wurde jedoch durch Verwendung der Standardinterpolation IDWREG erreicht. Dies lag vor allem an dem Einbezug der Station Gandegg, die erhebliche Niederschlagsmengen in grosser Höhenlage gemessen hatte. Alle anderen Datensätze verwendeten die Station Gandegg nicht. Das vermutete lokale Niederschlagsfeld an der Nordseite des Lötschentals rund um das Hockenhorn, welches sich auch durch die Messdaten andeutete, konnte nur durch die IDWREG und zum Teil durch die COSMO2 Daten nachgebildet werden. Allerdings konnte die starke räumliche Differenzierung der Niederschläge wie sie durch Messungen nahegelegt wurde (siehe oben) mit diesen Interpolationsmethoden nicht abgebildet werden. Daraus ist zu schliessen, dass das Extremereignis an der Lonza insbesondere durch Verwendung von einfachen Anpassungen (Direktabflussfaktor, Schneemodell) sinnvoll nachgebildet werden konnte, allerdings nur als integrale Antwort, da die Niederschlag zu undifferenziert fallen und die Zuflüsse in die Lonza damit zu wenig differenziert sind.

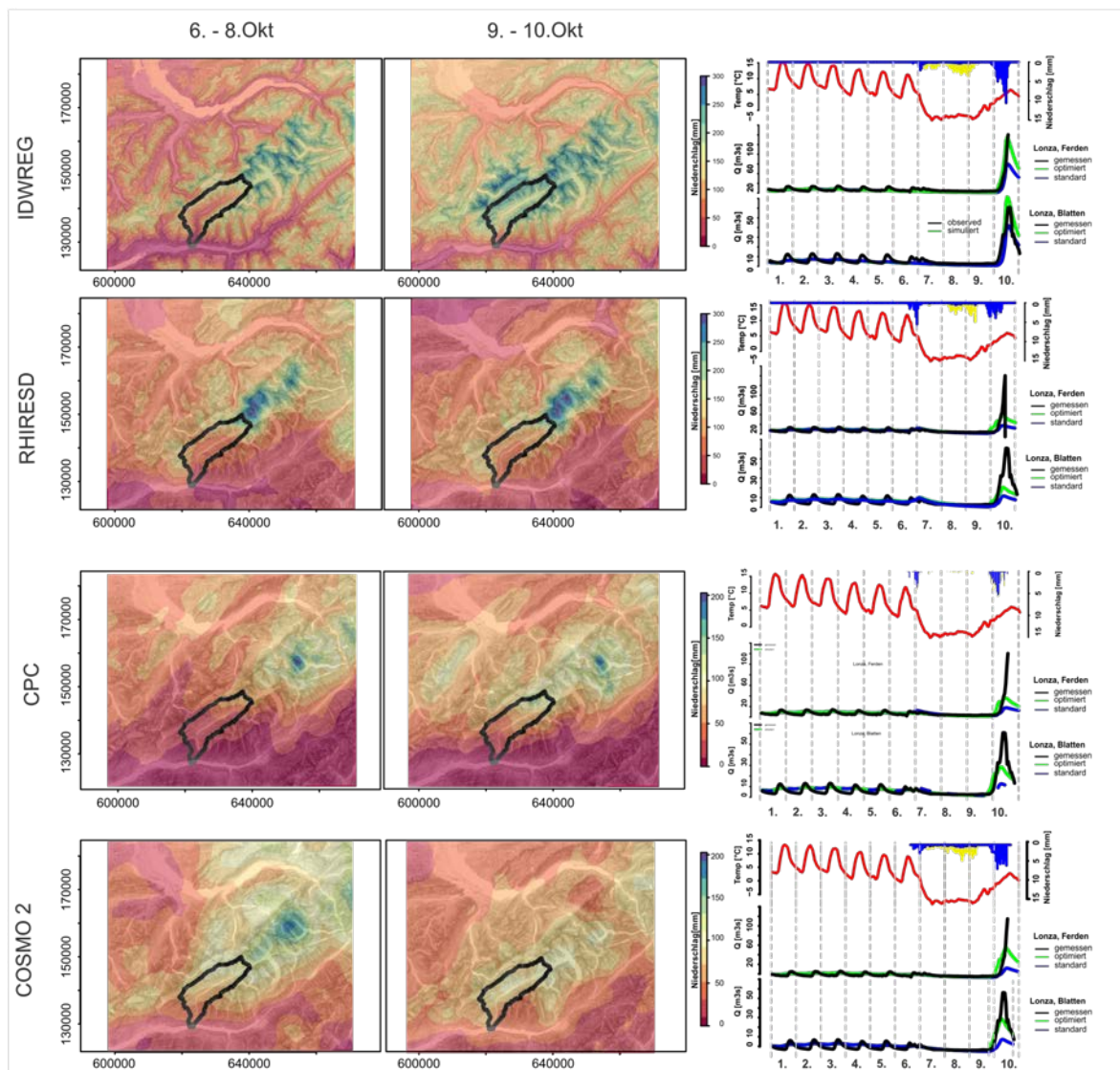
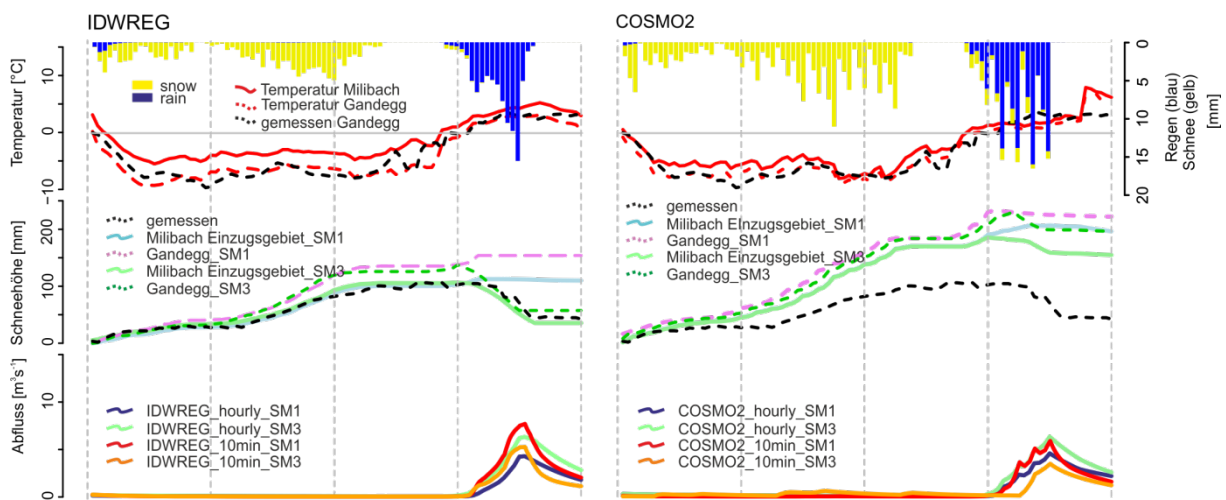


Abbildung 9: Vergleich der Niederschlagsverteilungen während der Kälteperiode (links), bei Eintreffen der Warmfront und ihre Auswirkungen auf Abflüsse (rechts).

### Modellierung der Seitenbäche

Da die schwersten Überschwemmungen in den Seitenbächen auf der Nordseite des Lötschentals zu verzeichnen waren, und ein erheblicher Anteil des Gesamtabflusses in den Seitenbächen generiert wurde, lag der weitere Fokus der Modellanpassung auf dem Milibach, für den eine Abflussspitze von  $32\text{m}^3/\text{s}$  abgeschätzt wurde (Planungsbüro Geoplan Naturgefahren). Die Abbildung 10 zeigt die Simulation des Abflusses des Milibaches unter Verwendung des besten Niederschlagsdatensatzes (IDWREG) und der Vorhersagedaten (COSMO2) und den zwei verschiedenen Schneeschmelz-Algorithmen (SM1, SM3), jeweils mit einer stündlichen und einer 10-minütigen Auflösung. Da die Abflüsse des Milibaches nicht gemessen wurden, mussten die Ergebnisse indirekt über die Schneehöhe (SLF-Station Gandegg) und die Abschätzung der Abflussspitze ( $32\text{m}^3/\text{s}$ ) verifiziert werden. Dabei trafen wir die Annahme, dass der frisch gefallene Schnee eine Dichte von  $0.1\text{ g/cm}^3$  aufwies. Es zeigte sich, dass das einfache Grad-Tag-Faktor-Schneeschmelzmodul (SM1) in dieser Höhe die mit IDWREG und COSMO2 Daten erzeugte Schneedecke nicht zu schmelzen vermag, im Gegensatz zum Schneeschmelzmodul mit latenter Energie (SM3). Die COSMO2 Daten wiesen darüber hinaus eine zu hohe Schneemenge auf, die auch unter Verwendung des SM3-Moduls am Morgen des 10. Oktober nicht in dem an der Station Gandegg gemessenen Maße abgeschmolzen werden konnte. Mit keinem Niederschlagsdatensatz und keiner Schneemodulvariante oder Veränderung der zeitlichen Auflösung konnte die abgeschätzte Hochwasserspitze von  $32\text{m}^3/\text{s}$  erreicht werden. Die grösste modellierte Hochwasserspitze wird von dem 10-minütigen-SM1 Modell erreicht. Die bessere Performanz des SM1-Moduls bei 10 minütiger zeitlicher Auflösung lag vor allem in dem Schwellenwert von  $2\text{mm}$  Niederschlag/Zeitschritt begründet, ab dem die latente Energie beim SM3 Modul in WaSiM-ETH berechnet wird. Aufgrund der richtigen Reproduktion der Schneedecke mit dem SM3 Modul und der realitätsnäheren Abbildung der Prozesse, wurde dennoch das SM3-Modul als bestmögliche Konfiguration gewählt.

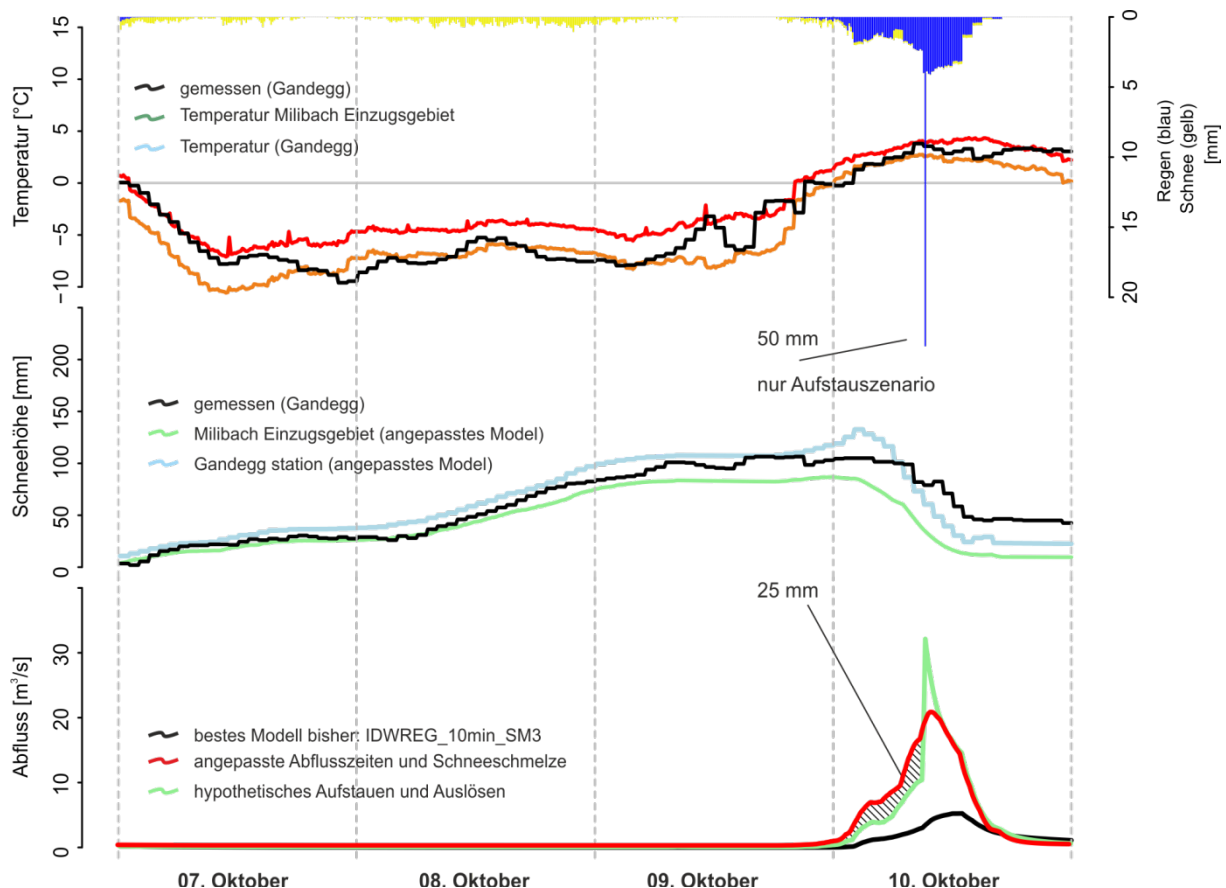


**Abbildung 10: Abflusssimulation des Milibaches während des Ereignisses für IDWREG und COSMO2 Daten. Es wurden Simulationen des Abflusses (unten) mit den zwei unterschiedlichen Schneemodulen Grad-Tag-Faktor (SM1) und Energie-Bilanz-Modul (SM3) durchgeführt, jeweils mit zwei verschiedenen zeitlichen Auflösungen (eine Stunde und 10 Minuten). Als Referenz wurden die gemessene Temperatur an der Station Gandegg (schwarze Linie, oben) sowie die gemessene Schneehöhe (schwarze Linie, Mitte) verwendet.**

Da unter keiner getesteten Modelkonfiguration die abgeschätzte Abflussspitze simuliert werden konnte, wurde eine experimentelle Modelversion generiert, die auf den bisher gemachten Erfahrungen aufbaute und weitere Annahmen beinhaltete.

Ausgehend von der Modelversion, die sowohl die Schneehöhe am besten und als auch eine hohe Abflussspitze generierte (SM3 mit 10 minütiger Auflösung) wurden zunächst die Laufzeiten von Direkt- und Zwischenabfluss herabgesetzt. Diese Parameter werden normalerweise aus einem gemessenen Hydrographen abgeleitet. Dabei wurde die Annahme getroffen, dass der Oberflächenabfluss unter und auf der Schneedecke in diesem steilen Teilgebiet sehr viel schneller zum Vorfluter gelangte, als das unter durchschnittlichen Bedingungen im gesamten Einzugsgebiet der Fall war. Nach dieser Verkürzung der Reaktionszeit des Einzugsgebietes wurden Abflusswerte von 21

m<sup>3</sup>/s simuliert (Abbildung 8, rote Linie). Die abgeschätzten 32 m<sup>3</sup>/s wurden erst durch eine weitere Konzentration des Abflusses auf eine noch kürzere Zeit erreicht. Dazu könnte es durch einen Aufstau von Wassermengen in der Schneedecke und das gleichzeitige Kollabieren der Schneedecke kommen. Es waren also sehr grosse Annahmen notwendig um dieses ungewöhnliche Hochwasser in den Seitenbächen zu generieren. Die sehr rasche Reaktion des Gebietes auf ein Niederschlagsereignis und die gleichzeitige Schneeschmelze aus sensibler und latenter Energie sind auch in den Seitenbächen prozessbestimmend.



**Abbildung 11: Experimentelle Modellversion zur Erreichung der abgeschätzten Hochwasserspitze. Ausgehend von der bislang besten Modellversion, wurden die Laufzeiten des Oberflächenabflusses verkürzt (rot) und schliesslich ein Schneedamm-Szenario (grün) berechnet.**

### Abflusskoeffizienten

Mit Hilfe der Modellversionen wurden für die Lonza am Zufluss zum Stausee (Lonza-Ferden) sowie für den Milibach die Anteile der Schneeschmelze am Gesamtabfluss während des Ereignisses, sowie der Abflusskoeffizient berechnet. Die im Folgenden angegebenen Werte beziehen sich jeweils auf die Regenmenge die am 9. Und 10. Oktober gefallen ist, sowie auf den Abfluss am 10. Oktober. Dabei wurde der Flüssigniederschlag mit der Abflussmenge in Verhältnis gesetzt. Für den Zufluss zum Stausee (Lonza-Ferden) unter Verwendung des SM1 bzw. des SM3 - Moduls liegen die Werte für den Anteil der Schneeschmelze bei 7% bzw. 17%. Diese Werte liegen relativ tief und deuten darauf hin, dass die Schneeschmelzprozesse bei der integralen Antwort des Gebietes weniger bedeutend waren. Dies ist allerdings auch ein Resultat der ungenauen Niederschlagsverteilung. Die Abflusskoeffizienten zeigen mit 0.5 bzw. 0.7 sehr hohe Werte für ein Niederschlagsereignis. Im Milibach-Einzugsgebiet lag der Anteil der Schneeschmelze am Abfluss bei mindestens 37 % (SM3 ohne Wasserstau in der Schneedecke), und einem Abflusskoeffizienten von 1.08. Dieser Wert ist nur durch die zusätzliche Schneeschmelze zu erklären.

## Diskussion

### Analyse des Ereignisses

Das Extremhochwasser am 10.10.2011 im Lötschental kann durch die Analyse der makro- und mesoskaligen, der lokalen meteorologischen Daten sowie einer retrospektiven, prozessbasierten hydrologischen Modellierung weitestgehend wie folgt erklärt werden: Meteorologisch bestand in den Tagen vor dem Ereignis mit einer für die Jahreszeit besonders kalten Front, die zudem noch ergiebigen Niederschlägen brachte, eine ungewöhnliche Situation. Diese allein hätte nicht zu einem Hochwasser geführt, doch durch die schnelle Nachfolge eines „atmospheric rivers“ mit warmer und feuchter Luft, wurde innerhalb weniger Stunden die Wassermengen von zwei besonders aktiven Fronten – Schnee der Kaltfront und Regen der Warmfront – freigesetzt. Dabei zeigen die Messungen der meteorologischen Stationen, dass insbesondere die hohen Niederschläge der Warmfront sehr lokal niedergegangen sind. Als ein mögliches Erklärungsmuster ist ein Lee-Rotor im Bereich des Hockenhorns denkbar, der einen *Seeder-Feeder-Effekt* mit den darüber liegenden Luftmassen möglich machte und damit für zusätzliche Niederschläge sorgte. Da die Taupunkttemperatur bei 3000 m ü.M. lag, kondensierten die durch den Lee-Rotor verstärkt hangaufwärts über die Schneedecke streichenden Luftmassen und setzten latente Energie zur Schneeschmelze frei und sorgten für eine stärkere Erwärmung der Luft an den höchsten Messstationen. Abbildung 12 skizziert zusammenfassend diese Situation. Durch diese Erklärungsmuster lassen sich auch Starkniederschläge nördlich des Hockenhorngrats ableiten und könnten ggfs. auch die Überschwemmungen im Gasterntal erklären. Die im jahresvergleich relative dünne und einheitlich geschichtete Schneedecke konnte das Regen- und Schneeschmelzwasser nur unzureichend speichern und durch das rasche Abschmelzen der Schneedecke verringerte sich die Speicherkapazität weiterhin. Das konzentrierte Freisetzen der Regen- und Schneeschmelzwasser führte dann zu den Hochwasserspitzen an den nördlichen Seitenbächen der Lonza, und hatten einen grossen Anteil am Gesamtabfluss der Lonza.

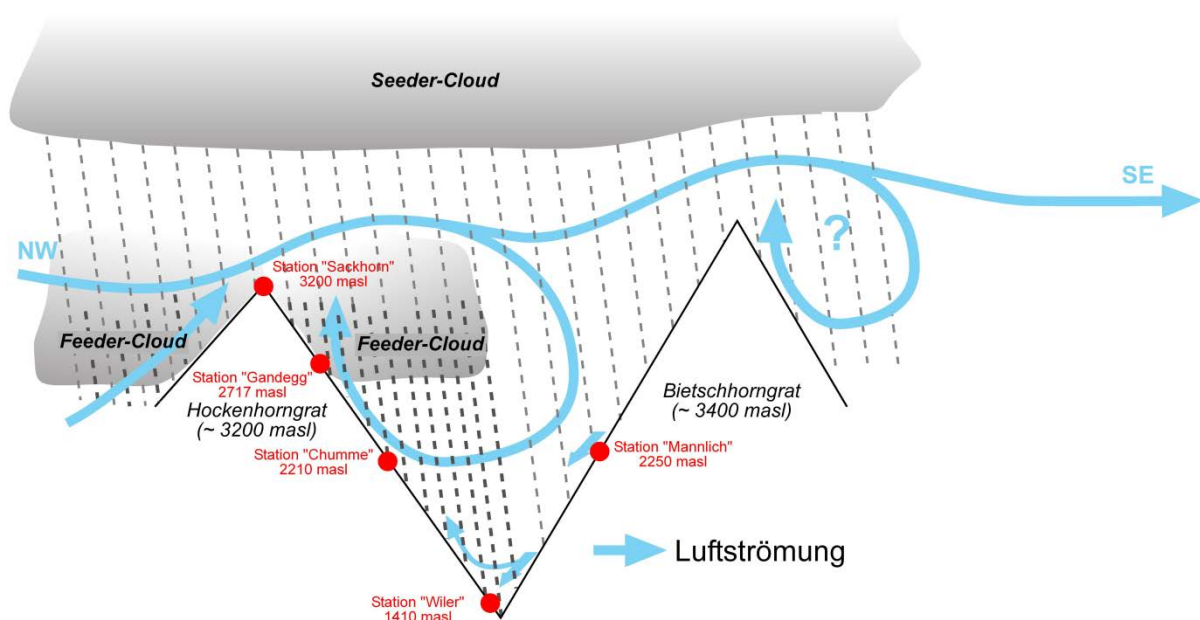


Abbildung 12: Skizze des möglichen Erklärungsmusters mit der Entstehung von Feeder-Clouds und den damit verbundenen stärkeren Niederschlägen.

Diese Prozessbeschreibung des Extremereignisses ist nur durch die relativ gute Datengrundlage für das Lötschental möglich. Insbesondere das sehr dichte meteorologische Netzwerk im Lötschental war nötig, um die starke Lokalität der Regenmenge am 10.10.2011 sowie Hinweise auf Prozesse wie den Lee-Rotor zu erhalten. Allerdings sei hier nochmals betont, dass keine Station über eine beheizte Niederschlagsmessung verfügt, und Niederschlagszeitpunkte und -mengen deshalb Ungenauigkeiten



aufweisen können. Die Augenzeugenberichte, die registrierten Schäden und die Bacherosionen an den nördlichen Seitenbächen zeigen jedoch, dass die räumliche Verteilung der Niederschlagsmengen grundsätzlich plausible ist und die hydrologische Modellierung zeigt, dass die Regen- und Schneeschmelzmengen eher noch unterschätzt werden. Der private Wetterdienst ‚Meteocentrale‘ hat anhand von Daten des MeteoSchweiz Radarkomposists ein entsprechendes lokales Niederschlagsfeld in seine Analysen integriert und bestätigen somit unsere Interpretation. Leider sind die Verfahren zur Generierung der Daten unzureichend dokumentiert, so dass von der Verwendung dieser Daten abgesehen werden musste. Trotz aller Vorsicht scheint die oben beschriebene Erklärung der abgelaufenen Prozesse doch der wahrscheinlichste Hergang. Andere Messgrößen wie Wind, Luftfeuchte und Temperatur, die zur Ableitung des Lee-Rotors und der Kondensation an der Schneedeckenoberfläche benötigt werden, sind mit kleineren Unsicherheiten behaftet.

Eine weitere sehr unsichere Angabe ist trotz aller Akribie der Bearbeiter sicherlich in der Abschätzung des Abflusses aus dem Milibach zu sehen, da hier starker Oberflächenabfluss auf dem gesamten Schwemmfächer zu verzeichnen war. Plausibilisiert man den abgeschätzten Abflusswert (32 m<sup>3</sup>/s) für den Milibach (Einzugsgebiet 3.6 km<sup>2</sup>) jedoch mit einer Zusammenstellung von Hochwasser unterschiedlicher Einzugsgebiete in dem Rhonegebiet von Vischer (1980), so ist dieser Wert durchaus realistisch. Der durch die Hüllkurve eingefasste empirische Grenzwert beträgt nach Vischer (1980) 44 m<sup>3</sup>/s, bei einer Einzugsgebietsgröße die dem Milibach entspricht. Der Abflusswert ist folglich plausible aber trotzdem mit grossen Ungenauigkeiten behaftet.

### **Modellierung**

In einer schrittweisen Anpassung eines bestehenden hydrologischen Modells, konnte das Extremereignis im Lötschental mit WaSiM-ETH teilweise abgebildet werden: Unter Verwendung eines Schneemoduls (SM3), welches sowohl die latente als auch die sensible Schmelzenergie berücksichtigt und der starken Erhöhung des Anteils des Direktabflusses aus der Schneedecke, konnte für die Pegel Lonza-Blatten und Lonza-Ferden die Hochwasserspitze simuliert werden. Allerdings bedarf es dazu eines Niederschlagsdatensatzes, der das lokale, intensive Niederschlagsfeld am Nordhang des Lötschentals abbildet. In dieser Studie waren dies der IDWREG und mit Abstrichen der COSMO2 Datensatz. Die RHiresD und RHiresD-CPC Datensätze, die auf den ANETZ-Stationen der Meteoschweiz beruhen und nicht die unbeheizte Station Gandegg beinhalten, können das Ereignis im Lötschental nicht wiedergeben. Der IDWREG und der COSMO2 Datensatz haben jedoch ebenfalls ihre Limitierung: Der IDWREG Daten überschätzt den Niederschlag auf der Südseite des Lötschentals und der COSMO2 Datensatz unterschätzt die Niederschlagsintensitäten auf der Nordseite. Daher muss bei der Beurteilung der Güte der hydrologischen Simulation die Einschränkung gemacht werden, dass die Hochwasserspitze durch eine falsche räumlichen Darstellung der Abflüsse – nämlich dem starken aber nicht übermässigen Abfluss aus allen Seitenbächen – erzielt wird. Dies wird durch die starke Unterschätzung des Abflusses des Milibachs deutlich, der erst durch weitere Modellanpassungen modelliert werden konnte. Die räumliche Verteilung der Zuflüsse in die Lonza war folglich nicht korrekt modelliert. Die Seitenbäche und deren Abflüsse sind für dieses Hochwasserereignis allerdings von entscheidender Bedeutung, da diese für einen Grossteil der Wassermengen während des Ereignisses verantwortlich waren. Die hydrologischen Modellierung des Milibaches und insbesondere die Modellanpassungsschritte zeigen, dass der Abfluss aus dem Einzugsgebiet sehr konzentriert war. Neben der Schneeschmelze durch sensible und latente Energie und des gleichzeitigen Eintrags von Regen, ist eine unmittelbare Reaktion des Gebietes auf die freigesetzten Wassermengen nötig, um die abgeschätzte Abflussspitze annähernd zu erhalten. Die Abflussspitze von 32 m<sup>3</sup>/s selbst wird nur hypothetisch mit einem zeitweiligen Aufstau des Wassers in der Schneedecke denkbar, der sich dann einem Schub löste. Diese Interpretation ist mit grossen Unsicherheiten verbunden, nicht zuletzt durch eine fehlende Validationsmöglichkeit in den ungemessenen Seitenbächen. Zwar konnte die Schneeschmelze simuliert werden, doch die Abflussgeschwindigkeit aus dem Einzugsgebiet bleibt spekulativ. Dies erschwert die Modellierung des Hochwassers sowie die Bestimmung der wichtigsten Anpassungsschritte. Die simulierten Daten sind daher nicht absolut zu sehen, sondern als Größenordnung und in Relation zu anderen

Modellergebnissen zu verstehen. Insbesondere auch deshalb, weil die als Referenz verwendete Abflussschätzung unsicher ist.

Generell können wir mit der hydrologischen Modellierung Rückschlüsse auf die wichtigsten Prozesse bei der Hochwasserbildung am 10.10.2011 ziehen. Dies sind: (i) lokale, intensive Niederschläge, (ii) eine gleichzeitige starke Schneeschmelze aus sensibler und latenter Energie und eine (iii) schnelle Reaktion des Gebietes auf die freigesetzten Wassermengen. Letzteres entspricht einem dominanten Direktabflussanteils, der wiederum durch eine aufgesättigte Schneedecke oder aufgesättigten Boden erklärt werden kann. Die hydrologische Modellierung bestätigt mit diesen Punkten die Interpretationen der entscheidenden Prozesse aus der Datenanalyse und fügt mit der Reaktionsgeschwindigkeit einen weiteren hinzu.

Auf Basis der Modellresultate erfolgte eine Bestimmung der Abflusskoeffizienten und des Schneeschmelzanteils am Abfluss. Näef et al. (1985) haben die Abflusskoeffizienten für einige schweizerische, mesoskalige Einzugsgebiete zusammengestellt. Die modellierten Abflusskoeffizienten von 0.5-0.7 für die Lonza und 1.08 für den Milibach zeigen im Vergleich sehr hohe bis aussergewöhnliche Werte. Dies ist vor allem auf den markanten Anteil der Schneeschmelze am Abfluss zurückzuführen. Insbesondere die hohen Anteile der Schneeschmelze am Abfluss (37%) für den Milibach sind auf die hohe latente Energiezufuhr am Nordhang des Lötschentals zurückzuführen. Für das gesamte Lötschental sinkt der Wert durch die räumliche Konzentration auf den nördlichen Hang auf 17%.

## Schlussfolgerungen

Das Hochwasserereignis im Lötschental am 10. Oktober 2011 ist als ein Regen-auf-Schnee Ereignis einzuordnen, ausgelöst durch einen markanten Wechsel von Kalt-zu-Warmfront mit jeweils ergiebigen Niederschlägen. Diese Situation wurde zudem durch hohe lokale Regenmengen und eine sehr rasche Schneeschmelze verschärft, wobei beide Prozesse von einem Lee-Rotor im Windschatten des nördlichen Bergkamms verschärft wurden. Regen-auf-Schnee-Ereignisse sind in der Schweiz nichts Aussergewöhnliches. Bemerkenswert war in diesem Fall die relativ grosse aber frische Schneemenge auf warmen Boden zu diesem Zeitpunkt im Jahr. Dazu kamen der sprunghafte Anstieg der Taupunkttemperatur bis in grosse Höhen und der beständige Wind des Lee-Rotors. All diese Prozesse führen zu einer so raschen Schneeschmelze, minimierten die Zwischenspeicherfunktion der Schneedecke und förderten damit indirekt den Direktabfluss. Die wichtigsten meteorologischen und hydrologischen Prozesse für das Hochwasserereignis im Lötschental konnten mit Hilfe einer umfassenden Datenanalyse und einer hydrologischen Modellierung bestimmt werden. Hinsichtlich der Vorhersagbarkeit eines solchen Ereignisses zeigt die Studie, dass speziell an diesen Typ Hochwasser angepasste Modelle die Hochwasserspitze für mesoskalige Einzugsgebiete wie das Lötschental annähernd genau vorhersagen können - solange der lokale Starkniederschlag in den Vorhersagedaten enthalten ist und die Interpolationsmethode für dieses Ereignis korrekt ist. Hier ist jedoch auch weiterhin mit grossen Unsicherheiten zu rechnen. Zudem vermögen die hydrologischen Modelle bislang nicht, den Bodenwärmestrom in die Schneedecke zu simulieren und somit die Jahreszeit des Ereignisses zu beachten. Durch eine neue Modellversion von WaSiM-ETH, die diesen Prozess abbildet, ist jedoch in Kürze mit Verbesserungen zu rechnen. Kleinstzeugsgebiete, insbesondere ungemessene Kleinstzeugsgebiete wie der Milibach können selbst a-posteriori nur annähernd und unter zur Hilfenahme von Annahmen und Nichtlinearitäten (Wasserstau im Schnee) beschrieben werden. Eine a-priori Vorhersage dieser Gebiete scheint deshalb nicht möglich oder äusserst unsicher.

## Literatur

- Börst U (2005) Nachhaltige Entwicklung im Hochgebirge. Eine Systemanalyse von Mensch-Umwelt-Szenarien im Lötschental (Zentral-Alpen). PhD-Thesis, Uni Bonn, Bonn. <http://hss.ulb.uni-bonn.de:90/2006/0710/0710-dt.htm>. last access date 13.01.2011.
- Frei C, Schöll R, Fukutome S, Schmidli J, Vidale PL (2006) Future change of precipitation extremes in Europe: An intercomparison of scenarios from regional climate models. *Journal of Geophysical Research*, 111, D06105, doi:10.1029/2005JD005965.
- Lavers D A, Allan RP, Wood EF, Villarini G, Brayshaw D, Wade A (2011) Winter floods in Britain are connected to atmospheric rivers, *Geophysical Research Letters*, doi:10.1029/2011GL049783.
- Näef F, Zuidema P, Kölla E (1985) Abschätzung von Hochwassern in kleinen Einzugsgebieten. In: *Beiträge zur Hydrologie der Schweiz*, 33. 195 - 233.
- Schmidt S, Weber B, Winiger M (2009) Seasonal snow coverage depletion in alpine environments: micro- to mesoscale statistical modeling (Loetschental, Switzerland). *Hydrological Processes* 23, 1041–1051.
- Schulla J, Jasper k (2012) WaSiM-ETH manual. [www.wasim.ch](http://www.wasim.ch)
- Sideris I., M. Gabella, R. Erdin and U. Germann, Real-time radar-raingauge merging using spatiotemporal co-kriging with external drift in the alpine terrain of Switzerland, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, submitted.
- Rössler O, Löffler J (2010) Potentials and Limitations of Modeling Spatio-Temporal Patterns of Soil Moisture in a High Mountain Catchment Using WaSiM-ETH. *Hydrological Processes*, 24: 2182–2196. DOI: 10.1002/hyp.7663.
- Vischer D (1980) Das höchstmögliche Hochwasser und der empirische Grenzabfluss. *Schweizer Ingenieur und Architekt*, 40.